DOI:10.11931/guihaia.gxzw201803028

鼎湖山针阔叶混交林 CO_2 浓度及通量变化特征

黄俊[1,2]，麦博儒[3]，邓雪娇[3]，肖薇[1*]，王春林[2]，沈子琦[2]

（1.南京信息工程大学大气环境中心，南京 210044；2.广州市气候与农业气象中心，广州 511430；3.中国气象局广州热带海洋气象研究所，广州 510080）

摘要: 本文采用珠三角典型森林植被生态系统的鼎湖山南亚热带常绿阔叶林通量观测站 2012 年 CO_2 通量资料和气象资料，分析了 CO_2 通量、净生态系统 CO_2 交换量(NEE)及 CO_2 浓度的变化特征，及其与气象因子的关系，为珠三角地区的碳源汇、碳循环评价及研究提供参考依据。结果表明：(1)CO_2 浓度日变化呈"一峰一谷"变化形态，在夜间或日出前后出现最大值，在午后达到最小值；CO_2 通量日变化呈"单谷"曲线，在白天中午前后到最小值(负值)，夜间和早晨较高(正值)。(2)CO_2 通量季节平均值的高低次序依次为春季>夏季>冬季>秋季，CO_2 浓度季节平均值的高低次序则为冬季>春季>秋季>夏季，即非生长季高于生长季节，这可能与植物物候的季节变化所引起的 CO_2 源汇强度改变有关。(3)2012 年鼎湖山森林生态系统的 CO_2 年均浓度为 664.7 mg m^{-3}，CO_2 通量年均值为-0.079 mg m^{-2} s^{-1}，NEE 为-611 gC m^{-2} a^{-1}，表明鼎湖山针阔叶混交林近年来处于快速生长过程中，具有较强的碳汇功能。(4)CO_2 通量及浓度与气温、饱和水气压差均成显著负相关关系，其中 CO_2 浓度与气温的相关性最高，其次为饱和水汽压差，表明气温和饱和水汽压差是影响 CO_2 浓度和通量的关键气象因子。受人类活动及气候变化的影响，本文研究发现近年来鼎湖山森林生态系统的碳汇功能有所增强。

关键词: 针阔叶混交林，CO_2 通量，涡度相关法，鼎湖山

文献标识码:A

Characteristics of CO_2 flux and concentration in the mixed conifer-broadleaf forest at the Dinghu mountain

HUANG Jun[1,2], MAI Boru[3], DENG Xuejiao[3], XIAO Wei[1*],WANG Chunlin[2], SHEN Ziqi[2]

（1.*Yale-NUIST Center on Atmospheric Environment, Nanjing University of Information Science and Technology,* Nanjing 210044, China；2.*Guangzhou Climate and Agrometeorology Center,* Guangzhou 511430,China；3.*Guangzhou Institute of Tropical and Marine Meteorology,CMA*, Guangzhou 510080,China）

Abstract: This paper aims to analyze the variation characteristics of the CO_2 flux, net ecosystem CO_2 exchange (NEE) ,CO_2 concentration and the relationship with meteorological variables on the basis of the CO_2 flux data and meteorological data of the southern subtropical evergreen broad-leaved forest flux observation station of Dinghu Mountain, a typical forest vegetation ecosystem in the Pearl River Delta, which provides a reference for the carbon source and carbon cycle evaluation and research in the Pearl River Delta region. The research results showed that: (1) The diurnal variation of CO_2 concentration appears to be in the form of "peak-valley".

基金项目： 国家重点研发计划项目(2016YFC0203305)；广州市产学研协同创新重大专项(201604020028)；广东省气象局科技创新团队计划项目(201704)。[Supported by the National Key Research and Development Plan Project (2016YFC0203305); Major Project of Collaborative Research and Production in Guangzhou (201604020028); The Guangdong Meteorological Bureau Science and Technology Innovation Team Plan Program(201704).]

作者简介： 黄俊(1987-)，男，贵州盘州人，学士，工程师，主要从事生态与环境气象研究，(E-mail)juenhuang111@163.com。

***通信作者：** 肖薇，博士，副教授，研究方向为生态系统地气交换及碳水循环，(E-mail) wei.xiao@nuist.edu.cn。

Specifically, the CO_2 concentration variation is nearly at its peak at night or around sunrise. And the CO_2 concentration variation is nearly at its valley in the afternoon; Diurnal variation of CO_2 flux generally appears to be a “valley” curve， approaching minimum value (most negative) around noon and reaching maximum (positive) in the morning and at night. (2) The seasonal average of CO_2 flux can be shown as the following order: spring> summer> winter> autumn. The order of the seasonal average of CO_2 concentration can be shown as the following order: winter> spring> autumn> summer, from which we can find that the non-growth season is higher than the growth season in that it is related to the seasonal variation of CO_2 source/sink intensity caused by the seasonal variation of plant phenology. (3) In 2012, the average annual concentration of CO_2 in Dinghushan forest ecosystem is 664.7 665.7 mg m^{-3}. The annual mean value of CO_2 flux is -0.079 mg m^{-2} s^{-1}, and net ecosystem CO_2 exchange capacity (NEE) is -611 gC m^{-2} a^{-1}, which indicates that mixed confer-broadleaf forest at the Dinghu Mountain has strong carbon sink function in rapid growth during recent years. (4) CO_2 flux and CO_2 concentration have a significant negative correlation with the temperature and the pressure difference of saturated water, of which the correlation between CO_2 concentration and the temperature is the highest, and the second is the saturated vapor pressure difference, which indicates that the temperature and saturated vapor pressure difference are the key meteorological factors that affect CO_2 flux and CO_2 concentration. This paper finds that carbon sink function of Dinghu Mountain forest ecosystem has been enhanced in recent years, which may be influenced by human activities and climate change.

Key words: mixed conifer-broadleaf forest，CO_2 flux，eddy covariance method，Dinghu mountain.

二氧化碳(CO_2)作为全球大气中最重要的温室气体，其浓度正以平均每年2ppm的速度增加，它对全球气候变暖的贡献率高达60%(Nisbet&Myers et al，2007；Prentice et al，2011；刁一伟等，2015)。森林约占整个陆地表面的40%，是陆地上面积最多且复杂的生态系统，具有独特的生态结构特征及功能，它与大气中的CO_2交换频繁，其碳交换量占了陆地生态系统的90%以上，能贮存的碳量约是大气中的3倍(Rollinger et al，1998)。植物通过光合作用吸收大气中的 CO_2并长期地储存于生态系统中，同时自身呼吸、土壤微生物呼吸及枯枝落叶分解等过程又会释放CO_2 (Nisbet&Myers et al，2007;Wofsy et al，1993；吴家兵等，2003)，掌握森林生态系统的CO_2通量及浓度变化特征，对评估森林生态系统碳循环、碳源汇特征及气候变化具有重要意义。

近年来，国内已对 CO_2 浓度及通量开展了较多研究，基于涡动相关系统开展 CO_2 浓度及通量的变化规律方面得到了广泛应用(张弥等，2010)。张法伟等(2012) 研究草原净生态系统的 CO_2 通量特征及影响因子，其生长季 NEE 主要受气温的影响。陈晓峰等(2016)采用 7 层 CO_2 观测和涡度相关系统对安吉亚热带毛竹林生长季林的 CO_2 浓度和通量进行了长时间的观测和研究。徐志伟等（2016）利用静态箱-气相色谱法对广州市海珠湖湿地公园 CO_2 通量季节性变化特征以及相关环境因子进行了研究。彭凤姣等（2017）、徐勇峰等(2018)采用涡度相关法分别对大九湖泥炭湿地和洪泽湖湿地典型杨树林生长季的 CO_2 通量进行了观测，对比分析了生长季与非生长季节 CO_2 通量的变化特征及其影响因素，发现洪泽湖水位变化通过影响土壤

水分进而可能导致湿地碳汇功能的改变。此外，随着遥感技术的发展，利用遥感手段也可以用来研究森林生态系统 CO_2 浓度及通量的时空变化特征，再结合地面观测数据，可以进一步提高 CO_2 源汇评估的准确性(Saeki et al，2009；布然等，2015；Bu et al，2015)。

珠江三角洲地区(简称珠三角)的生态系统是一个多元化综合且复杂的生态系统(麦博儒等，2014)，其包括南亚热带森林、绿地、草地及农田等生态系统。珠三角是是中国经济贸易最为发达的地区之一，随着工业化和城市化的快速发展，温室气体的排放总量迅速增加，且具有明显的区域性特点(邓雪娇等，2006)。近年来，有关珠三角地区不同生态系统的 CO_2 通量研究逐步展开，并取得一些阶段性的研究成果，发现在不同的区域、不同植被类型的 CO_2 浓度及通量变化及其对气象因子的响应规律并不完全一致(张倩媚等，2002；闫俊华等，2003；周存宇等，2004；王春林等，2006，2007)。受城市建设及气候变化的影响，森林生态系统 CO_2 浓度、通量及固碳效益也会发生变化，关于森林生态系统尤其是南亚热带森林生态系统的 CO_2 通量及其与气象因子关系在近几年的研究工作中相对较少。南亚热带森林生态系统拥有丰富多样的物种数及复杂的群落结构，对区域生态系统碳平衡具有重要调节作用 (Zhou et al，2003)，南亚热带森林的碳源汇评估已成为大家研究的热点。鼎湖山针阔叶林作为珠三角地区典型的南亚热带常绿阔叶林，是南亚热带地区最具特色和研究价值的地区之一(张倩媚等，2002)。

本文用珠三角地区森林生态系统鼎湖山通量观测站 2012 年的数据，研究分析鼎湖山的 CO_2 通量及浓度变化特征，与前人部分研究成果进行对比，并分析影响其变化的关键气象因子，为珠三角地区的碳源汇、碳循环研究提供参考依据。

1 材料与方法

1.1 研究区域概况

鼎湖山自然保护区位于广东省肇庆市 (112°30′—112°33′E， 23°09′—23°11′N)，主要为丘陵和低山，海拔在 14～1 000 m 间，鼎湖山的植被是北回归线上保留比较丰富的南亚热带地带性植被，为典型的南亚热带常绿阔叶林，主要为锥栗(*Castanopis chinensis*)、荷木(*Schim asuperba*)、厚壳桂(*Cryptocarya chinensis*)等群落(王春林等，2006)。季风常绿阔叶林样地的土壤类型为赤红壤，pH 值为 3.86，厚度 60～90 cm，地面枯枝落叶层厚度 1～3 cm，覆盖度 80%～90%。气候类型属于南亚热带季风湿润型气候， 10 月至来年 3 月为干季，4—9 月份为湿季，且光、热、水气候资源比较丰富：年太阳辐射约 4 665 M J m^{-2} a^{-1}，年平均日照时数为 1 433 h，年平均气温 21.0 ℃，1 月的平均气温最低为 12.0 ℃，7 月的平均气温最高为 28.0 ℃；年平均相对湿度为 82%；年均降水量 1 956 mm，其中 76%的降水集中在 4—9 月(王春林等，2007)。

1.2 数据观测及处理

鼎湖山南亚热带常绿阔叶林通量观测站安装针阔叶混交林内，海拔高度 240 m，位于鼎湖山自然保护区核心区，是中国科学院通量网(ChinaFLUX)中森林生态系统观测站点的成员之一。涡度相关观测系统安

装在通量观测塔上第 5 层平台(高度 27 m)，主要观测设备为三维超声风温仪(CSAT3，Campbell Inc，USA)及开路 CO_2/H_2O 分析仪(Li-7500，Li Cor Inc，USA)，数据采集器(CR3000，Campbell Inc，USA)原始采样频率为 10Hz，依据涡度相关方法在线计算并存储 30 分钟平均的 CO_2 通量(F_c)和摩擦速度(u^*)等数据。在线计算时，软件自动进行了虚温订正和空气密度变化订正(Webb et al，1980；Schotanus et al，1983)。气温、风速、降水、相对湿度等常规气象观测由 CR10X-TD 数据采集器采集并记录 30 分钟平均值。本文资料的观测时段为 2012 年，观测时对通量设备进行了零点及跨度的标定及校准，其中因设备故障原因 3、4 月常规气象数据缺测，11 月通量数据缺测。

将 2012 年 30 分钟平均的通量数据和气象数据进行时间一致性匹配，此外，受仪器设备故障、降雨、大气运动等影响会导致数据异常及缺失，需要对数据进行质量控制，剔除符合如下任意一个条件的 30min 记录：(1)同期出现降雨；(2)大气湍流不充分，摩擦速度 u*低于 0.2 m s^{-1}；(3) CO_2 通量有效数据范围为−2.0～2.0 mg m^{-2} s^{-1}，CO_2 浓度有效数据范围为 500～800 mg m^{-3}，水汽浓度有效数据范围为 0～40 g m^{-3}，超出以上有效范围的数据则剔除(孙春健等，2012)；(4)有明显异常突出的数据。

1.3 研究方法

涡度相关法(Eddy covariance method)是通过脉动观测值直接计算湍流输送量(湍流通量)的一种方法，也称为湍流脉动法(Baldocchi et al，1988)。CO_2 通量的计算公式可以分别表示为：

$$F_c = \overline{\omega' \rho_c'} \tag{1}$$

式中，ω'为垂直风速与平均值的瞬时偏差(即扰动值)，ρ_c'是空气中CO_2密度的瞬时扰动值，$\overline{\omega' \rho_c'}$是瞬时垂直风速和空气中$CO_2$密度的协方差(贾庆宇等，2010；何奇瑾等，2006)。涡度相关法是最直接的测定方法，它可以稳定地监测到10 Hz的脉动值和在线计算其协方差量(何齐瑾，2006)，该技术已成为国际通量观测网络(FLUXNET)的主要观测技术(Baldocchi&Vogel，1996)。该公式使用时需要做一些假设(王介民等，2007)：(1)大气准平稳湍流；(2)水平方向上均匀混合(平流可以忽略)；(3)在近地面存在常通量层；(4)影响通量的涡旋都已被测量到；(5)设备能够监测到的通量为观测所在的下垫面的通量。

饱和水汽压差(Vapor Pressure Deficit，简称 VPD)是指某一空气温度下饱和水汽压与实际水汽压的差值(Rogers et al，1996)，是植被蒸散作用的重要驱动要素之一，同时也是生态模型中进行植物水和碳通量模拟最重要的气候因子之一 (张红梅等，2014)，它影响着植物叶子气孔的闭合，从而控制植物蒸腾及光合作用等生理过程(Jarvis et al，1976)，进而影响植物的生长发育。VPD 可由大气相对湿度(RH)和气温(T)估算得出(Richard et al，1998).计算公式如下:

$$\mathrm{VPD} = 0.611 \times e^{\frac{17.27 \times T}{T+273.3}} \times \left(1 - \frac{RH}{100}\right) \tag{4}$$

净生态系统 CO_2 交换量(Net Ecosystem Exchange，NEE)表示生态系统中植物进行光合作用、生物及非生物呼吸或消耗大气中的 CO_2 引起的生态系统碳储量的变化(Garratt，1975)。NEE 可用下述方程描述:

$$\text{NEE} = F_c + F_s \quad (5)$$

式中，F_c 为 CO_2 通量的观测值，F_s 为观测高度以下 CO_2 储存量。当 u^*较低时，表明在垂直方向大气湍流比较微弱，大部分的 CO_2 被储存在空气中，使得 F_s 较大；当 u^*较高时，表明垂直方向大气湍流比较旺盛，植物与大气中的 CO_2 交换能力增强，使得 F_c 较大(孙春健等，2012)。在 NEE 计算的过程中假设大气的垂直湍流是充分的，平流通量和水平湍流通量可忽略(Wofsy et al，1993；Law et al，1999)。

通常，F_s 可用多层 CO_2 浓度变化和单层 CO_2 浓度变化这两种方法来估算(Hollinger et al，1994；Griffis et al，2003)。根据前人已有的研究，F_s 采用单层 CO_2 浓度变化方法计算的结果与用多层 CO_2 浓度变化测量基本一致(Aubinet et al，2001；闫俊华等，2003；孙春健等，2012)，且对全年 NEE 的影响较小。由于本文的研究数据只有一层观测数据，因此，根据 Hollinger 等(1994)的方法对单层 CO_2 浓度变化进行 F_s 的估算，计算方法如下:

$$F_s = \frac{\Delta C(z)}{\Delta t} \times \Delta z \quad (6)$$

式中，Δz 为通量设备离地面距离(取 27 m)，ΔC(z)为 CO_2 浓度两次观测的变化量$|[CO_2]_t-[CO_2]_{(t-\Delta t)}|$，$\Delta t$ 为两次观测数据时间间隔(取 1 800 s)。考虑到筛选的数据是在湍流充分(u^*>0.2 m s^{-1})的情况下，因此需要进一步进行数据质控，剔除符合以下条件的数据：F_s>0.3 mg m^{-2} s^{-1}，$|[CO_2]_t-[CO_2]_{(t-\Delta t)}|$>20 mg m^{-3}，以减少异常突出的数据(孙春健等，2012)。

在进行统计时，本文日均值、月均值、年均值均为相应时段内数据的算数平均值，数据间的相关性使用 Pearson 相关系数来表示。

2 结果与分析

2.1 气象要素年变化总体特征

鼎湖山 2012 年气象要素的年变化情况如图 1 所示。年平均气温(T)为 19.9 ℃，比历年平均 T 偏低 1.1 ℃(王春林等，2016)，日平均 T 变化范围 2.5～30 ℃，夏季 8 月最高，冬季 1 月最低；年平均相对湿度(RH)为 85%，比历年平均 RH 偏高 3%(闫俊华等，2003)，日平均 RH 变化范围 50～100%，常年比较湿润，最小值出现在秋季 10 月份；年平均 VPD 为 0.4 kPa，日平均 VPD 变化范围 0～1.4 kPa，最大值出现在夏季 8 月份，春夏季节较高，秋冬季节较低。根据常年统计资料，鼎湖山亚热带常绿针阔叶混交林的 4 月至 9 月为雨季，10 月至翌年 3 月为旱季，2012 年 4～10 月份由于同期的气温较高和植被生长旺盛，水分消耗较大，使得 4～10 月份的 VPD 高于旱季；年平均风速(V)为 1.7 m s^{-1}，日平均 V 变化范围 0～5.8 m s^{-1}，最

大 *V* 出现在夏季 7 月份。受地形影响，鼎湖山全年主导风向为东北偏北风及西南风为主。

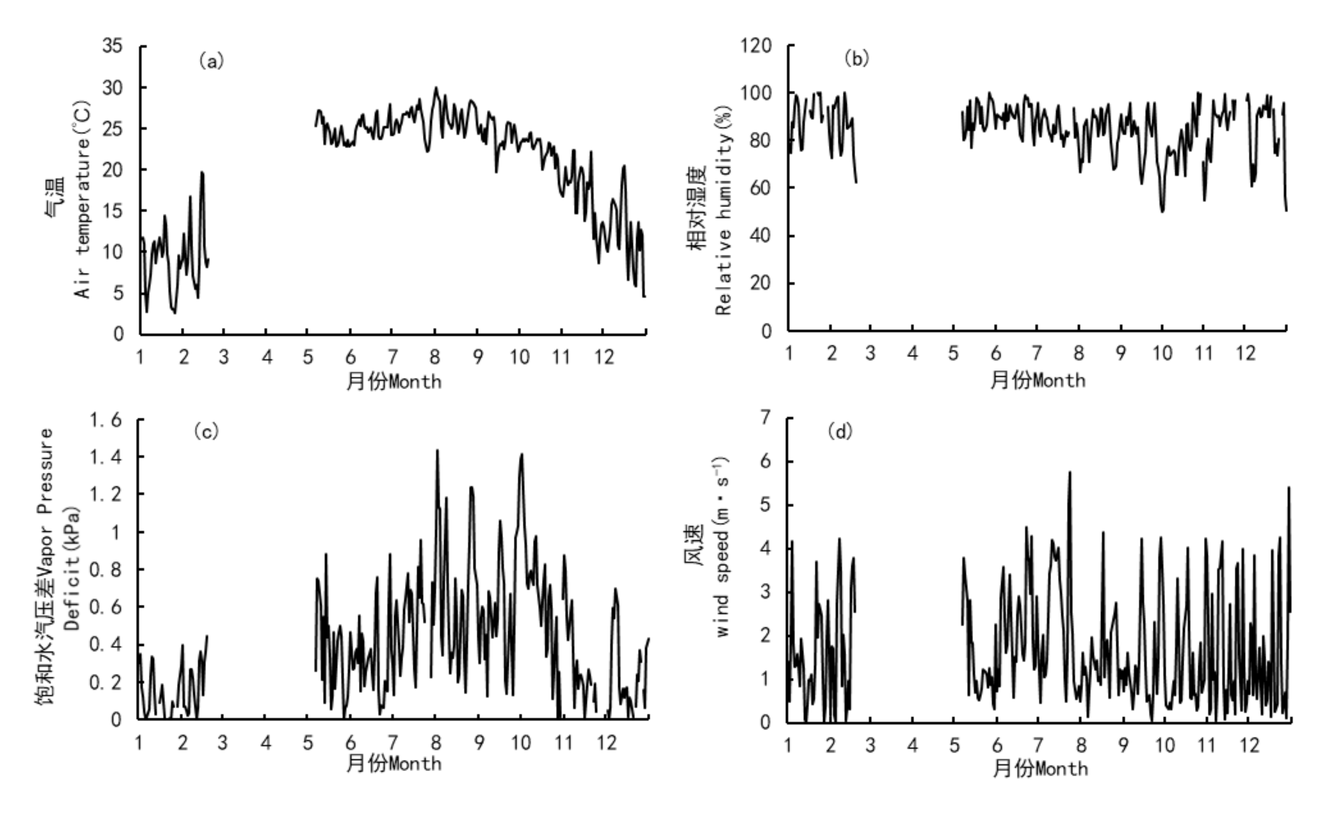


图 1　2012 年鼎湖山站气温、湿度、饱和水汽压差、风速时间序列图

Fig. 1 Time series of air temperature，relative humidity，vapor pressure deficit and wind speed at the Dinghu mountain station in 2012

2.2 CO_2 通量及浓度日平均总体变化特征

图 2 为鼎湖山 2012 年 CO_2 浓度、F_c、F_s 及 NEE 的日平均值变化情况，其中上“T”表示该日最大值，下“T”表示该日最小值，中间黑实线为日平均值，垂直虚线为连接线。可以看出，2012 年鼎湖山森林生态系统 F_c 逐日平均变化范围在-0.516～0.373 mg m^{-2} s^{-1} 之间，年均值为-0.079 mg m^{-2} s^{-1}；F_s 逐日平均变化范围在-0.082～0.222 mg m^{-2} s^{-1} 之间，年均值为-0.004 mg m^{-2} s^{-1}；CO_2 浓度逐日平均变化范围在 608.21～768.7 mg m^{-3}，年均值 664.7 mg m^{-3}；净生态系统 NEE 逐日平均变化范围在-1.183～0.368 mg m^{-2} s^{-1}，年均值为-0.063 mg m^{-2} s^{-1}。F_c 和 NEE 年均值均为负值， 森林生态系统吸收 CO_2，表明鼎湖山针阔叶混交林森林生态系统全年表现为碳汇。

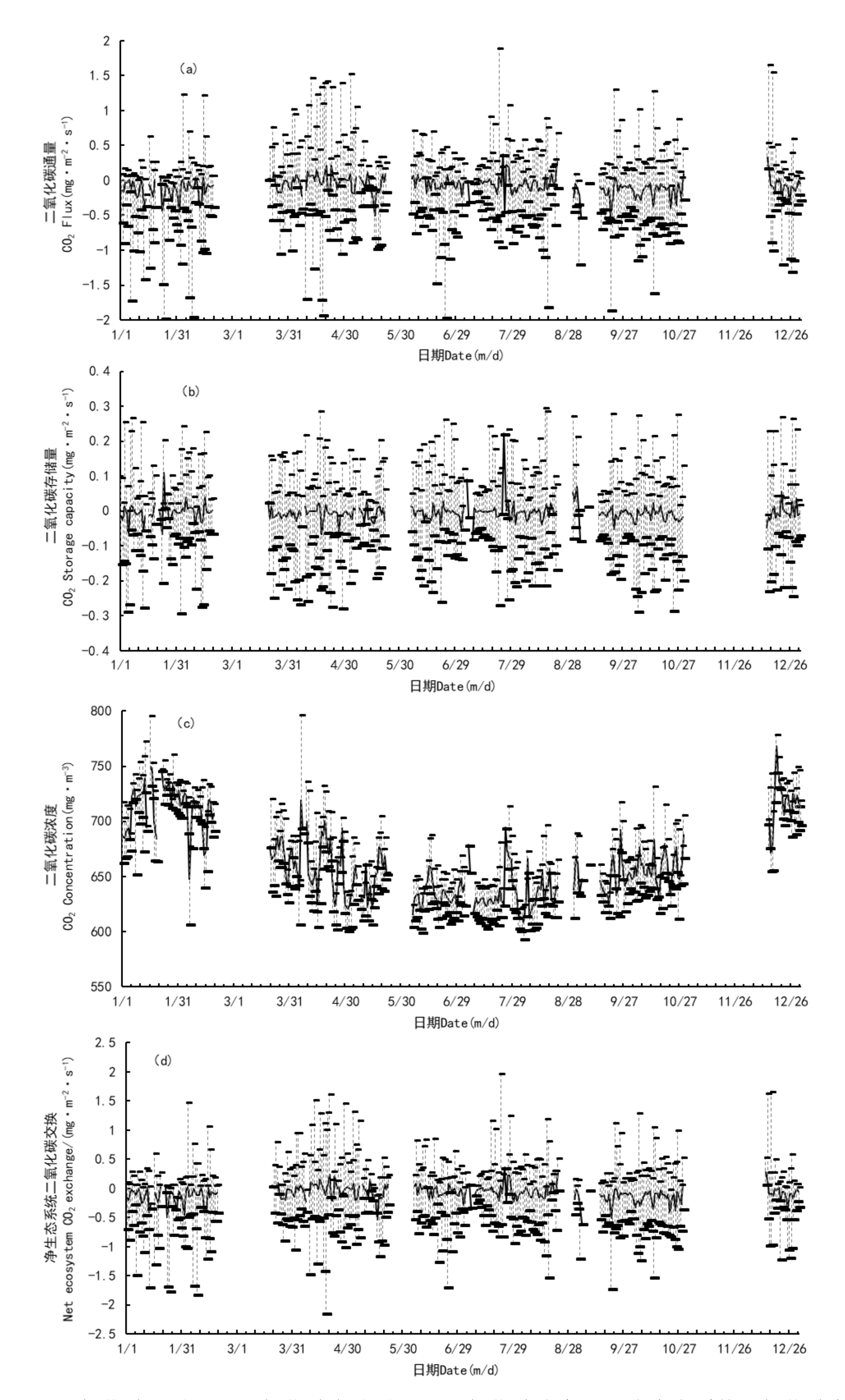


图 2 鼎湖山站二氧化碳通量(a)、二氧化碳存储量(b)、二氧化碳浓度(c)、净生态系统二氧化碳交换(d)逐日时间序列图

Fig.2 Time series of daily CO_2 flux(a)，CO_2 storage capacity (b)，CO_2 concentration (c) and net ecosystem CO_2 exchange (d) at the dinghu mountain station

2.3 CO_2浓度及通量的日变化特征

选取 2012 年四季典型月份的 F_c、F_s、NEE 和 CO_2浓度数据，将每 30 分钟数据进行平均统计，得到不同季节代表月份的平均日变化，如图 3 所示。从图 3 看出代表四季的典型月份的 F_c、F_s、NEE 日变化特征规律明显，且具有较好的一致性。

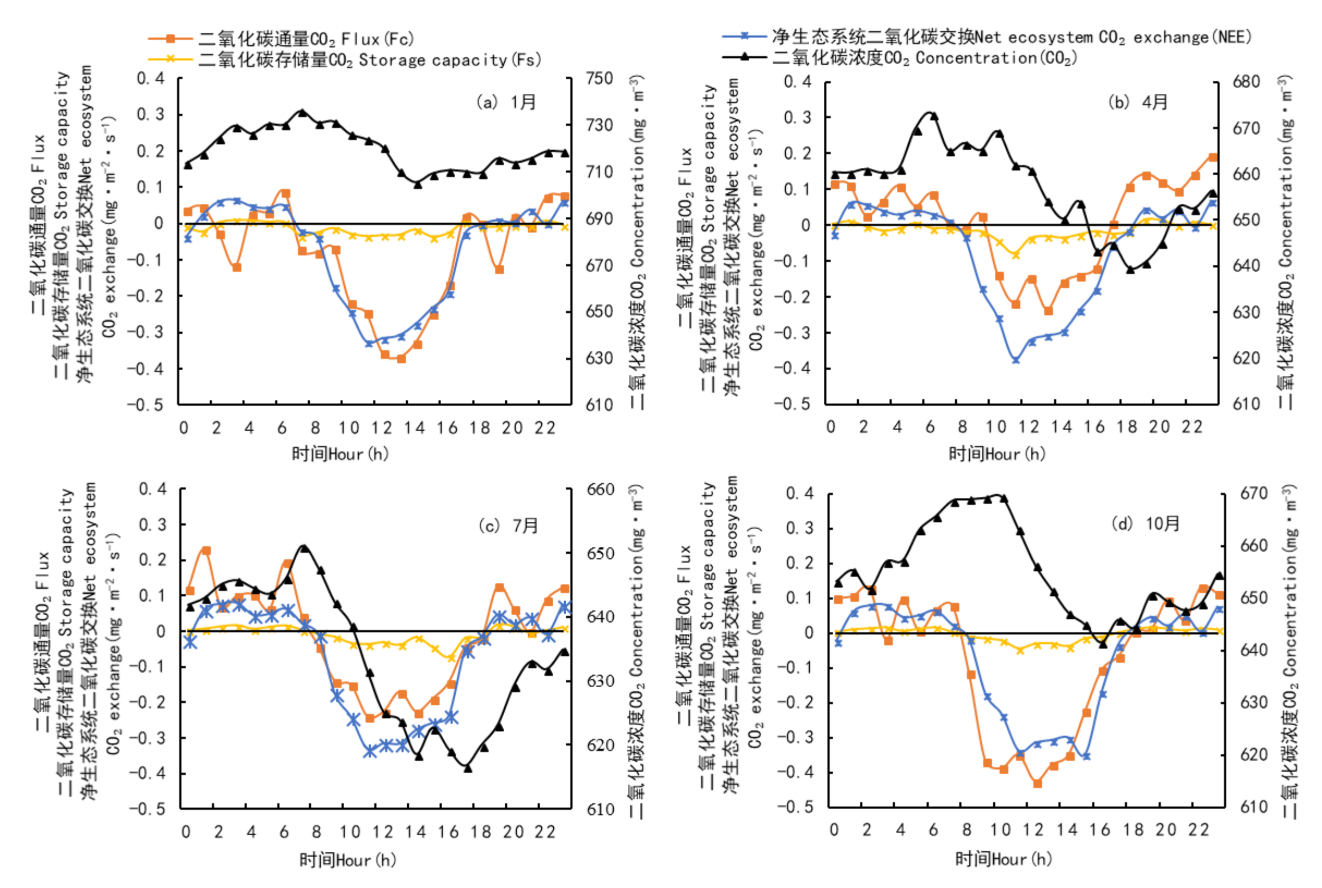


图 3 典型月份鼎湖山站 F_c、F_s、NEE 和 CO_2浓度日变化曲线

Fig.3 Diurnal composites daily F_c, F_s, NEE and CO_2 concentrations at the Dinghu mountain station during several typical month

F_c、F_s、NEE 日变化一般呈“单谷”曲线，早晚及夜间较高为正值，变化幅度较小，白天为负值，变化幅度较大，且在早上 7~9 点由正转负，傍晚 17~19 点由负转正(图 3)。白天 9：00 到 17：00 均为负，在中午 13：00 前后到最小值(负值)，NEE 明显受光合有效辐射控制，植物通过光合作用吸收 CO_2，CO_2通过湍流交换作用由冠层上方大气向下进行传输，冠层 CO_2浓度呈下降趋势，冠层 F_c、F_s、NEE 基本为负，生态系统表现为碳汇，其秋冬季的变化幅度较大，春夏季的变化幅度较小。夜间 18：00 到翌日 08：00 基本为正值，受扰流的影响，部分时段通量为负，另外受光合有效辐射减弱的影响，植物停止光合作用开始转换为呼吸作用释放 CO_2，土壤的呼吸作用也会释放 CO_2，加上夜间近地面层出现逆温较为稳定，冠层内 CO_2逐渐累积而上升高于冠层上方大气中的 CO_2浓度，CO_2通过大气湍流交换作用缓慢向上传输，使得 F_c、F_s、NEE 就以正号居多，且夜间由于光合有效辐射为 0，此时 NEE 等于生态系统总呼吸 R_{eco}，生态系统总体表现为碳源；而 CO_2浓度日变化一般在呈“一峰一谷”型的变化曲线，鼎湖山南亚热带常绿针阔叶混交林在清

晨 7：00～8：00 的 CO_2 浓度最高，日出后浓度逐渐降低，在 16：00 后达到最低值，之后又开始逐渐升高，这与温带落叶阔叶林(焦振等，2011)CO_2 浓度的“单峰”型和西双版纳热带季节雨林(谭正洪等，2008)的“双峰”型曲线不同，可见处于不同地区的森林的 CO_2 浓度日变化特征有一定的差异。从各月对比来看其中 7 月份的 CO_2 浓度日变化特征与 F_c 量具有较好的一致性，F_c 随 CO_2 浓度的降低而降低、升高而升高，其余月份 CO_2 浓度日变化特征与 F_c 相反，当 F_c 降低时，CO_2 浓度升高，而 F_c 升高时，CO_2 浓度降低。

每天 CO_2 向下传输的 F_c 最大值出现在正午左右，2012 年鼎湖山 F_c 最大值平均在-0.5～-0.68 mg m^{-2} s^{-1}，与前人研究的结果相比(表 1)，低于生长季节的北方杨树林(Black et al，1996)、温带落叶阔叶林(Baldocchi&Vogel，1996)、温带黑杉林(Michael et al，1997)，而高于生长季节的北方松林(Baldocchi&Vogel，1996)，与 2003 年鼎湖山常绿针阔叶混交林(王春林等，2006)和亚热带人工针叶林(刘允芬等，2004)相接近。

表 1 鼎湖山混交林生态系统 CO_2 通量最大值及其与国内外森林的比较

Table 1 Maximum CO_2 flux of the mixed forest ecosystem in the Dinghu mountain station and other forest in China and other countries

国家 Country	气候类型 Climate type	植被类型 Vegetation types	观测日期 Date of observation	F_c 最大值(mg m^{-2} s^{-1}) Maximum CO_2 flux	文献来源 Literature sources
中国(112°34′E，23°10′N) China	南亚热带 South Subtropics	针阔叶混交林 Coniferous broad-leaved mixed forest	2012	-0.5～-0.68	本文
中国(112°34′E，23°10′N) China	南亚热带 South Subtropics	针阔叶混交林 Coniferous broad-leaved mixed forest	1.13-23	-0.5～-0.8	王春林等，2006
加拿大 (106°12′W，53°42′N) Canada	温带 Temperate Zone	北方杨树林 North poplar forest	1994.4.10-9.17	-0.8～-1.2	Black et al，1996
中国(115°03′E，26°44′N) China	亚热带 Subtropics	人工针叶林 Artificial coniferous forest	2013	-0.29～-0.67	刘允芬等，2004
加拿大 (104°69′W，53°92′N) Canada	温带 Temperate Zone	北方松林 Northern pine forest	1993.8.24-9.8	-0.4～-0.5	Baldocchi&Vogel，1996
美国(84°17′W，35°57′N) America	温带 Temperate Zone	落叶阔叶林 Deciduous broad-leaved forest	1992.7.15-8.6	-0.7～-0.8	Baldocchi et al，1996
加拿大 (98°29′W，55°52′N) Canada	温带 Temperate Zone	黑杉林 Black spruce forest	1994.3.16-1996.10.31	-0.4～-0.8	Michael et al，1997

2.4 CO_2 通量及浓度的季节变化特征

F_c 月平均值的时间序列如图 4 所示。全年 F_c 逐月平均变化范围在-0.15～0.017 mg m^{-2} s^{-1}(图 4a)，F_c 月平均值最大出现在春季 4 月份，最小值出现在秋季 10 月份。鼎湖山森林生态系统 F_c 大部分处于 0 值以下，只有 4 月 F_c 平均值为正(0.007 mg m^{-2} s^{-1})，其余月份的 F_c 月均值均为负，各月变化中，9 月变化幅度最大，3 月变化幅度最小。鼎湖山 F_c 季节平均值均为负值，总体表现为春季>夏季>冬季>秋季。其中 4 月 F_c 平均值为正，可能与华南地区 4 月份开始进入汛期雨季有关，根据鼎湖山附近的四会国家基本气象站(距离 20 km)观测到的降水统计结果显示(鼎湖山 3、4 月气象观测资料缺测)，4 月累积降水量达 379.5 mm，为全年最大月份，降水多可能使得植物光合作用效果降低。

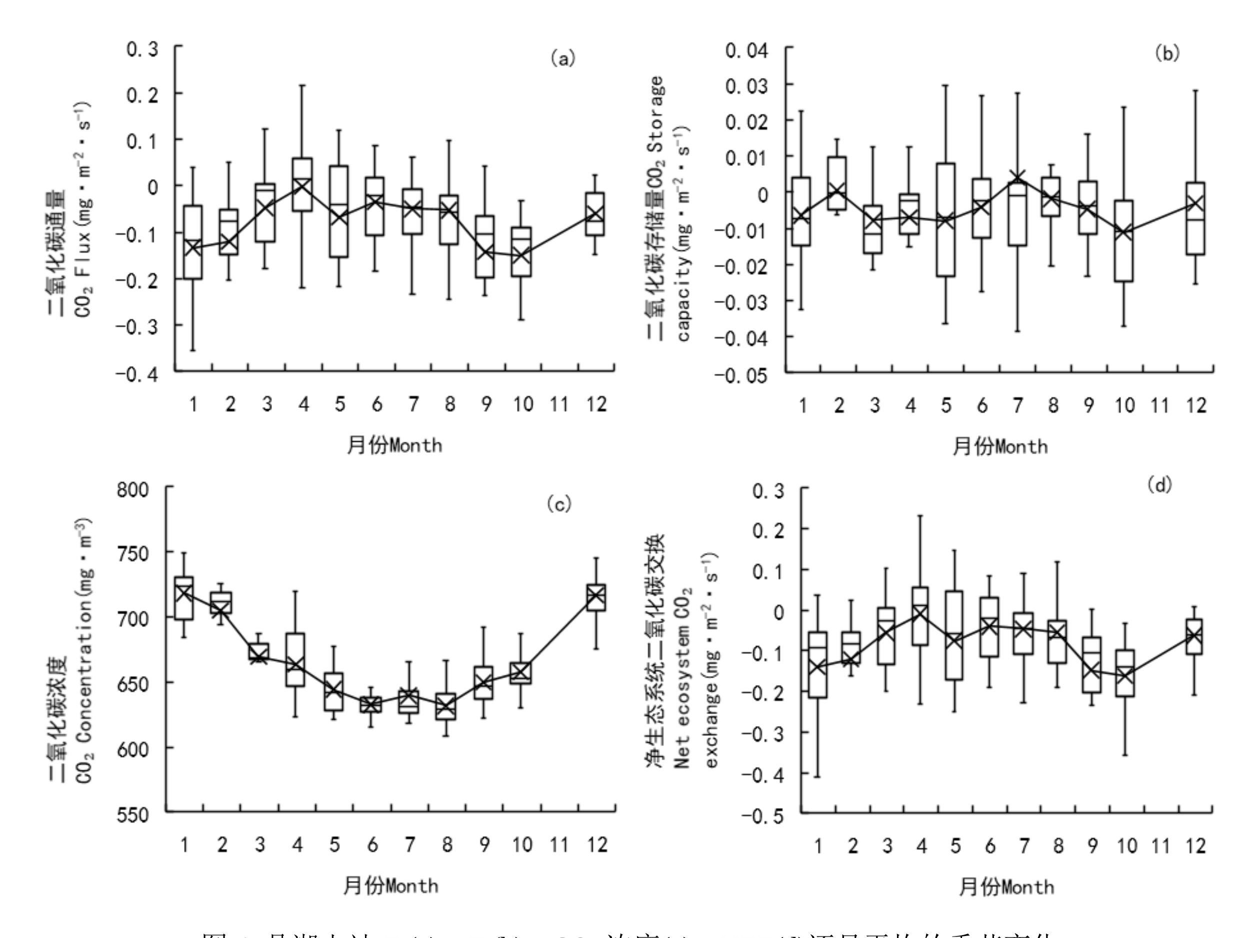


图 4 鼎湖山站 F_c(a)、F_s(b)、CO_2 浓度(c)、NEE(d)逐月平均的季节变化

Fig.4 Seasonal variation of monthly F_c(a)， F_s(b) ，CO_2 concentration (c) and NEE (d) at the Dinghu mountain station

F_s 月平均值的时间序列如图 4b 所示。F_s 月平均变化范围在-0.011～0.003 mg m^{-2} s^{-1}，最大值出现在 7 月份，最小值出现在 10 月份(负值最大)，除了 2 月和 7 月为正值外，其余各月份均为负值。 F_s 在月尺度上也不为 0，说明平流或泄流作用对月尺度 F_s 有影响，2 月 F_s 为 0.0005 mg m^{-2} s^{-1}，最接近于 0 ，说明受平流或泄流的影响最小；7 月正值最大，10 月负值最大，可能是由于该月份的垂直对流和水平风速比较大，在强湍流交换条件下，生态系统容易产生平流或泄流作用。因此，在估算净生态系统 NEE 月时间尺度时，

需要考虑生态系统的 F_s。

CO_2浓度月平均值的时间序列如图 4c 所示。全年 CO_2浓度逐月平均变化范围在 632.1～721.4 mg m^{-3}，CO_2浓度月平均最大值出现在冬季 1 月份，12 月次高，最小是出现在夏季 8 月份，在各月变化中，4 月浓度变化幅度最大，3 月变化幅度最小。非生长季 CO_2浓度高于生长季节，这与植物的生长季节有关，夏季植物生成茂盛，吸收大气中的 CO_2较多，因此 8 月 CO_2浓度较低。冬季 CO_2浓度较高，可能与由于光照较少，温度低，植物生长受到抑制，弱的光合作用对 CO_2的消耗降低有关。另外，冬季 CO_2浓度较高，可能还受周边城市燃烧及污染排放等方面因素的影响。

净生态系统NEE月平均值的时间序列如图4d所示。NEE逐月变化范围为-0.192～-0.009 mg m^{-2} s^{-1}，各月均表现为负值，其中9月、10月和1月森林的固碳能力最强，4月固碳最弱，表明森林生态系统是较强的碳汇。鼎湖山2012年NEE年平均值为-0.063 mg m^{-2} s^{-1}，为了方便对比，对其进行单位转换后为-611 gC m^{-2} a^{-1}。根据相关文献整理了国内外典型生态系统的NEE年平均值，如表4，可以看出，鼎湖山生态系统的NEE年平均值除了略低于千烟洲(刘允芬等，2004)的人工针叶林外，均高于其他国内外不同学者得出的不同森林生态系统的NEE，总体符合NEE随纬度增加而递减的普适规律(Falge et al，2001)。

表 2 鼎湖山混交林生态系统全年 NEE 平均值及其与国内外森林的对比

Table 2 Comparison of the annual mean NEE of the mixed forest ecosystem in the Dinghu mountain with other forests in China and other country

地点 Position	植被类型 Vegetation types	NEE (gC m^{-2} a^{-1})	年份 Year
鼎湖山(112°34′E，23°10′N)Dinghu mountain	针阔叶林混交林 Coniferous broad-leaved mixed forest	-611	2012(本文)
鼎湖山(112°34′E，23°10′N)Dinghu mountain	针阔叶混交林 Coniferous broad-leaved mixed forest	-563	2003(王春林等，2006)
千烟洲(115°03′E，26°44′N)Qianyanzhou	人工针叶林 Artificial coniferous forest	-645(2003)	2003(刘允芬等，2004)
长白山(128°06′E，42°24′N)Changbai mountain	温带阔叶红松林 Temperate broad-leaved pine forest	-184(2003)	2003(关德新等，2004)
俄勒冈州中部(122°13′W，44°08′N)Central Oregon	半干旱地区松林 Pine forest in semi-arid area	-320(1996)	1996(Anthoni et al，1999)
比利时(79°56′W，48°19′N)Belgium	混交林 Mixed forest	-600(2003)	2003(Aubinet et al，2001)
加拿大(79°56′W，48°19′N)Canada	落叶混交林 Deciduous mixed forest	-190(1996)	1996(Lee et al，1999)

2.5 影响 CO_2 浓度及通量气象因子

各季节 F_c、F_s、NEE 及 CO_2 浓度与气象要素之间的相关性分析如表 3 所示。F_c、F_s、NEE 及 CO_2 浓度与气温、饱和水气压差均成负相关，与相对湿度和水平风速成均正相关。在夏季，F_c、F_s、NEE 及 CO_2 浓度与气温、饱和水气压差的相关均高于相对湿度和水平风速的相关性，这说明气温和饱和水汽压差对 F_c、F_s、NEE 及 CO_2 浓度影响较大。当气温越高，饱和水汽压差越大，F_c、F_s、NEE 的值越小，植物进行 CO_2 交换越强。

表 3　CO_2 通量及浓度与气象因子之间的相关性

Table 3 Correlation of CO_2 flux and concentration with meteorological factors

指标 Index	要素 Element	春季 Spring	夏季 Summer	秋季 Autumn	冬季 Winter	全年 Annual
F_c	T	-0.068#	**-0.265***	**-0.115***	-0.066#	-0.002
	RH	**0.287***	**0.230***	-0.018	0.081#	**0.135***
	V	0.091#	**0.133***	**0.161***	**0.185***	**0.164***
	VPD	**-0.257***	**-0.231***	-0.012	**-0.125***	**-0.129***
F_s	T	-0.048	**-0.120***	-0.059	-0.037	-0.030
	RH	0.092#	**0.120***	-0.003	0.035	0.059
	V	0.053	0.077	0.015	0.008	0.040
	VPD	-0.062#	**-0.116***	-0.011	-0.071#	-0.068#
CO_2 Concentration	T	**-0.812***	**-0.699***	**-0.458***	**-0.574***	**-0.907***
	RH	**0.751***	**0.670***	**0.371***	**0.164***	**0.127***
	V	**-0.518***	**-0.132***	**-0.139***	0.006	-0.054
	VPD	**-0.757***	**-0.670***	**-0.475***	**-0.383***	**-0.545***
NEE	T	-0.074#	**-0.279***	**-0.122***	-0.072#	-0.009
	RH	**0.277***	**0.242***	-0.018	0.086#	**0.141***
	V	0.096#	**0.144***	**0.156***	**0.181***	**0.165***
	VPD	**-0.245***	**-0.242***	-0.014	**-0.135***	**-0.137***
统计样本量 Statistical sample		1 358	1 685	1 230	1 494	6 767

注:*表示 P<0.001，#表示 P<0.05。

Note: * means P<0.001, # means P<0.05.

NEE 与气温在夏秋季节的相关性高于冬春季节，表明在夏半年，光合作用较强，此时气温对植物进行光合作用的影响大于其呼吸作用，气温越高，植物的光合作用越强；而在冬半年，光合作用较弱，气温对植物的呼吸作用的影响大于其光合作用，气温越高，植物的呼吸作用会越强。NEE 与 VPD 的相关系数全年也均表现为负相关，其相关系数-0.137，说明 VPD 对植物光合作用的影响大于呼吸作用，其主要原因是 VPD 越高，植物的气孔导度就越大，植物与大气的 CO_2 交换就越活跃(孙春健等，2012)。

CO_2 浓度与气温的相关度最高，全年相关性高达-0.907，说明在南亚热带常绿阔叶林气温是影响 CO_2 浓度的关键气象因子。气温升高会加速植物和微生物的新陈代谢，植物光合作用大于呼吸作用，森林生态

系统表现为碳吸收，从而使得大气中的 CO_2 浓度降低(图 5)。

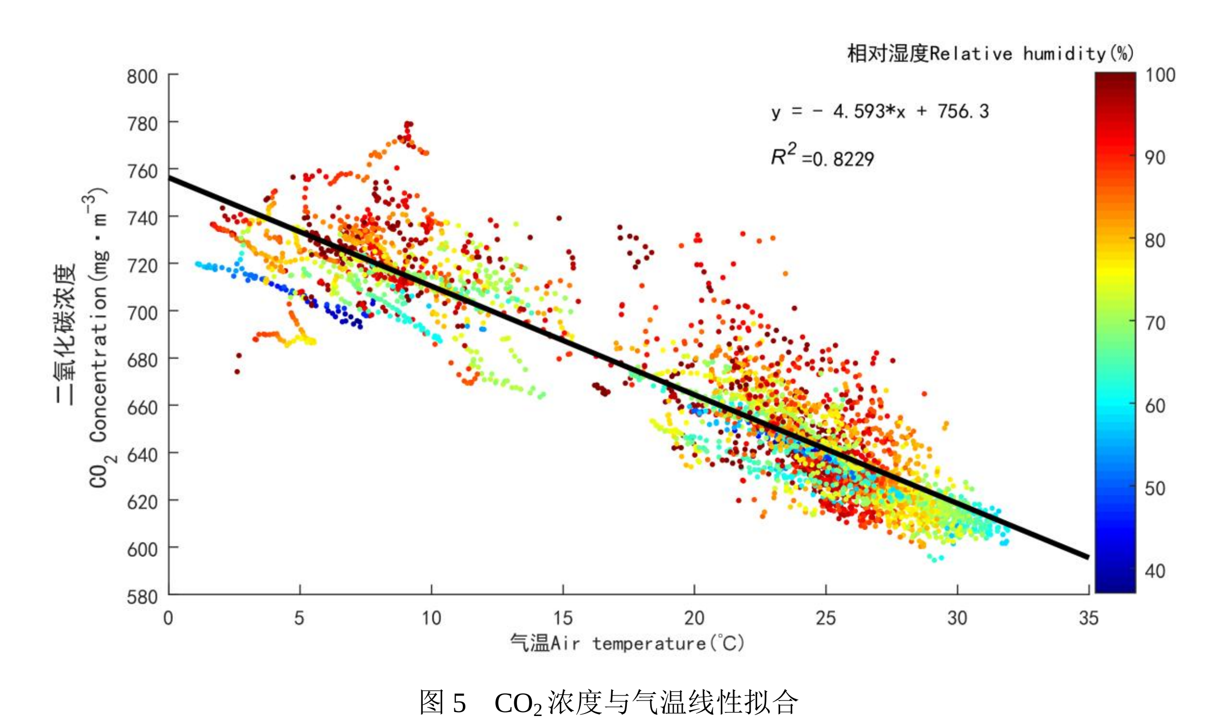


图 5　CO_2 浓度与气温线性拟合

Fig.5 Correlation between CO_2 concentration and air temperature

3 结论与讨论

(1)CO_2 浓度和 F_c 有明显的日变化特征。F_c、F_s、NEE 日变化一般呈“单谷”曲线，在白天中午前后到最小值(负值)，夜间和早晨较高(正值)；CO_2 浓度日变化一般在呈“一峰一谷”曲线，在夜间或日出前后出现最大值，随着太阳出来后浓度降低，在午后降至最小值，日落之后又开始逐渐上升。相关的研究表明，在理想条件下生态系统是没有平流或泄流作用的，夜间湍流较弱时，F_s 会被日出后植物的光合作用平衡掉，所以在日尺度及更长时间的尺度上 F_s 应该为 0(Aubinet et al，1999)。因此，在计算中长时间尺度的 NEE 时可以忽略 F_s(Lee，1998；吴家兵等，2005)。但在本研究中发现 F_s 在日及年时间尺度上都不为 0，说明了鼎湖山森林生态系统夜间存在平流或泄流作用，使得生态系统夜冠层中白天减小与夜间存储的 CO_2 无法达到平衡(张弥等，2010)，即导致 F_s 不为 0。因此，对于森林等高大植被而言，冠层 F_s 对生态系统的 NEE 也具有重要影响(Hollinger et al，1994；张弥等，2010)，在进行碳源汇评估时不可忽略。

(2) CO_2 通量和 CO_2 浓度有明显的季节变化特征。CO_2 通量年均值为-0.079 mg m^{-2} s^{-1}，CO_2 浓度年均值 664.7 mg m^{-3}；非生长季 CO_2 浓度高于生长季节，这主要是受由植物物候的季节变化所引起的 CO_2 源汇强度的改变所控制，此外也与珠三角地区区域 CO_2 源排放因素的影响有关。

(3)本文估算得到的鼎湖山森林生态系统 2012 年的年平均 NEE 为-611 gC m^{-2} a^{-1}，高于鼎湖山 2003 年的通量观测结果和亚热带人工针叶林通量观测结果，显著高于我国北方森林和北美森林，符合 NEE 随纬度增加而降低的普适规律，说明鼎湖山针阔叶混交林近年来正在快速生长，使得其碳汇功能有所增强。这可能与鼎湖山处于珠三角西侧，受珠三角地区人口密度高、城市化速度快、及经济迅速等人类活动的显著

影响，使得 2003 年以来珠三角地区的 CO_2 浓度逐年增加，根据卫星遥感资料监反演得到的 2003 年至 2009 年粤西地区和珠三角地区对流层 CO_2 柱浓度的年均增长率分别为 1.82×10^{-6}/a、1.65×10^{-6}/a，均高于同时期全球的平均水平(麦博儒等，2014)。此外鼎湖山光、温、水等资源比较充沛，利于森林植被向地带性群落演替的快速生长，有利于植物吸收 CO_2，使得其碳汇功能加强。

(4)CO_2 通量、NEE 及 CO_2 浓度与气温、饱和水气压差 VPD 均成显著负相关关系，与相对湿度和水平风速均成显著正相关关系，气温和饱和水汽压差 VPD 是影响 CO_2 浓度和通量的关键气象因子。

此外，森林生态系统的碳收支还与林冠下层植被光合作用、呼吸作用以及土壤呼吸作用等有关，前人的相关报道显示，林冠下层的呼吸及土壤呼吸在混交林森林生态系统的碳源汇中具有重要作用，其强度可以占整个森林生态系统呼吸量的30%~80 %(Davidson et al，2006；郑泽梅等，2009)，本文由于缺乏辐射和土壤温度等观测资料，无法计算生态系统总呼吸量R_{eco}，导致NEE的估算误差可能较大。

致谢：感谢广东鼎湖山南亚热带常绿阔叶林通量观测站提供数据支持。

参考文献：

ANTHONI PM, LAW BE, UNSWORTH M H,1999. Carbon and water vapor exchange of an open-canopied ponderosa pine ecosystem[J]. Agr Forest Meteorol, 95(3):151-168.

AUBINET M, CHERMANNE B, VANDENHAUTE M, et al, 2001. Long term carbon dioxide exchange above a mixed forest in the Belgian Ardennes[J]. Agr Forest Meteorol, 108(4):293-315.

AUBINET M, GRELLE A, IBROM A, et al, 1999. Estimates of the Annual Net Carbon and Water Exchange of Forests: The EUROFLUX Methodology[J]. Advan Ecol Res, 30 (1):113-175.

BALDOCCHI DD, HICKS BB, MEYERS TP, 1988. Measuring biosphere atmosphere exchanges of biologically related gases with micro-meteorological methods. Ecology, 69:1331-1340.

BALDOCCHI DD, VOGEL CA, 1996. Energy and CO_2 flux densities above and below a temperate broad-leaved forest and a boreal pine forest. Tree Physiol, 16:5-16.

BLACK TA, DENHARTOG G, NEUMANN HH, et al, 1996. Annual cycles of water vapor and carbon dioxide fluxes in and above a boreal aspen forest[J]. Global Change Boil, 102:219-229.

BU R, LEI LP, GUO L J, et al, 2015. Analysis of temporal and spatial potential applications of satellite remote sensing of atmospheric CO_2 concentration monitoring. J Remote Sens, 19 (1):34-45. [布然，雷莉萍，郭丽洁，等, 2015.大气 CO_2 浓度时空变化卫星遥感监测的应用潜力分析[J].遥感学报, 19(1):34-45.]

CHEN XF, JIANG H, SUN WW, et a, 2016. Spatiotemporal aracteristics of CO_2 concentration in Phyllostachys edulis forest in Anji during growing season[J].Chin J Ecol, 35(5):1162-1169.[陈晓峰，江洪，孙文文，等, 2016.安吉毛竹林生长季 CO_2 浓度的时空特征[J].生态学杂志, 35(5):1162-1169.]

DAVIDSON EA, RICHARDSON AD, SAVAGE KE, et al, 2006. A distinct seasonal pattern of the ratio of soil respiration to total ecosystem respiration in a spruce-dominated forest[J]. Global Change Boil，12(2):230-239.

DENG XJ，BI XY, WU D, et al, 2006. An observational study on land-air interaction over grass in Guangzhou Panyu area[J].J Appl Meteorol Sci, 17(1):59–66.[邓雪娇，毕雪岩，吴兑，等, 2006.广州番禺地区草地陆气

相互作用观测研究[J].应用气象学报, 17(1):59-66.]

DIAO YW, HUANG JP, LIU C, et al, 2015.A Modeling Study of CO_2 Flux and Concentrations over the Yangtze River Delta Using the WRF-GHG Model[J].Chin J Atmos Sci, 39(5):849-860. [刁一伟，黄建平，刘诚，等, 2015.长江三角洲地区净生态系统二氧化碳通量及浓度的数值模拟[J].大气科学, 39(5): 849-860.]

FALGE E, BALDOCCHI DD, OLSON RJ, et al, 2001. Gapfilling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange[J]. Agr Forest Meteorol, 107:43-69.

GARRATT JR, 1975. Limitations of the Eddy-correlation technique for the determination of turbulent fluxes near the surface[J]. Bound-Lay Meteorol, 8(3-4):255-259.

GRIFFIS TJ, BLACK TA, MORGENSTERN K, et al, 2003. Ecophysiological controls on the carbon balance of three southern boreal forests[J]. Agr Forest Meteorol, 117:53-71.

GUAN DX, WU JB, YU GR, et al, 2004. Influence of meteorological conditions on CO2 flux of broad-leaved Korean pine forest in Changbai Mountain[J]. Sci China Ser D, 34(S2):103-108.[关德新，吴家兵，于贵瑞，等, 2004.气象条件对长白山阔叶红松林 CO_2 通量的影响[J].中国科学 D 辑地球科学, 34(S2):103-108.]

HE QJ, ZHOU GS, ZHOU L, et al, 2006.Model comparisons for estimating water and heat fluxes of reed wetland ecosystem in Panjin[J].J Meteorol Environ, 22(4):35-41. [何奇瑾，周广胜，周莉，等, 2006.盘锦芦苇湿地水热通量计算方法的比较研究[J].气象与环境学报, 22(4):35-41.]

HOLLINGER DY, KELLIHER FM, BYERS JN, et al, 1994. Carbon dioxide exchange between an undisturbed old-growth temperate forest and the atmosphere[J]. Ecology, 75(1):134-150.

JARVIS PG, 1976. The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field[J].Phil Trans Roy Soc London B, 273:593-610.

JIA QY, ZHOU GS, WANG Y, et al, 2010.Characteristics of CO_2 flux before and in the heating period at urban complex underlying surface area[J]. Environ Sci, 31(4):844-849.[贾庆宇，周广胜，王宇，等, 2010.城市复杂下垫面供暖前后 CO_2 通量特征分析[J].环境科学, 31(4):844-849.]

JIAO Z, WANG CK, WANG XC, 2011. Spatio-temporal variations of CO_2 concentration within the canopy in a temperate deciduous forest, Northeast China[J]. Chin J Plant Ecol, 35(5):512-522. [焦振，王传宽，王兴昌, 2011.温带落叶阔叶林冠层 CO_2 浓度的时空变异[J].植物生态学报, 35(5):512-522.]

LAW BE, BALDOCCHI DD, ANTHONI PM, 1999. Below-canopy and soil CO_2 fluxes in a ponderosa pine forest[J]. Agr Forest Meteorol, 94(3-4):171-188.

LEE XH, 1998. On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation[J]. Agr Forest Meteorol, 91(1-2):39-49.

LEE XH, JOSE DF, RALF MS, et al, 1999. Long-term obvervation of the atmosphere exchange of CO_2 with a temperate deciduous forest in southern Ontario, Canada[J]. J Geophys Res, 104:15975-15984.

LIU YF, SONG X, SUN XM, et al, 2004.Seasonal changes of CO_2 flux and the effects of environmental factors on the artificial coniferous forest of the thousand tobacco[J]. Sci China Ser D, 34(S2):109-117.[刘允芬，宋霞，孙晓敏，等, 2004.千烟洲人工针叶林 CO_2 通量季节变化及其环境因子的影响[J].中国科学 D 辑地球科学, 34(S2):109-117.]

MAI BR, AN XQ, DENG XJ, et al, 2014. Simulation analysis and verification of surface CO_2 flux over Pearl River Delta, China[J]. China Environ Sci, 34(8):1960-1971.[麦博儒，安兴琴，邓雪娇，等, 2014.珠江三角洲近地层 CO_2 通量模拟分析与评估验证[J].中国环境科学, 34(8):1960-1971.]

MAI BR, DENG XJ, AN XQ, et al, 2014. Spatial and temporal distributions of tropospheric CO_2 concentrations over Guangdong province based on satellite observations. China Environ Sci, 34(5):1098~1106.[麦博儒，邓雪娇，安兴琴，等，2014.基于卫星遥感的广东地区对流层二氧化碳时空变化特征[J].中国环境科学, 34(5):1098~1106.]

MICHAEL LG, Bruce C D, Fan S M, et al, 1997. Physiological responses of a black spruce forest to weather[J]. J Geophys Res, 102:28987-28996.

MIN JH, ZHOU GY, ZHANG DQ, et al, 2003. Spatial and temporal variations of some hydrological factors in a climax forest ecosystem in the Dinghushan region[J], Acta Ecol Sin, 23(11):2359-2366.[闫俊华，周国逸，张德强，等, 2003.鼎湖山顶级森林生态系统水文要素时空规律[J].生态学报, 23(11):2359-2366.]

NISBET MC, MYERS T, 2007. The polls-trends: Twenty years of public opinion about global warming[J]. Public Opin Quart, 71:444-470.

PENG FJ, GE JW, LI YY, et al, 2017. Characteristics of CO_2 flux and their effect factors in Dajiuhu Peat Wetland of Shennongjia [J]. Ecol Environ Sci, 26(3):453-460.[彭凤姣，葛继稳，李艳元，等, 2017.神农架大九湖泥炭湿地 CO_2 通量特征及其影响因子[J].生态环境学报, 26(3):453-460.]

PRENTICE IC, FARQUHAR GD, FASHAMM JR, et al, 2011. The carbon cycle and atmosphere CO_2. The Intergovernmental Panel on Climate Change(IPCC) [D], Third assessment report, Cambridge: Cambridge University Press:112-113.

RICHARD GA, PEREIRA LS, RAES D, et al, 1998. Crop Evapotranspiration-Guidelines for Computing Crop Water Requirements[D]. Rome, Italy: FAO Irrigation and Drainage:201-202.

ROGERS DJ, HAY SI, PACKER MJ, 1996. Predicting the distribution of tsetse flies in West Africa using temporal Fourier processed meteorological satellite data[J]. Ann Trop Med Parasitol, 90:225-241.

ROLLINGER JL, STRONG TF, GRIGAL DF, 1998. Forested soil carbon storage in landscapes of the Northern Great Lakes region[J]. Manage Carbon Sequestration Soil, 335-350.

SAEKI T, MAKSYUTOV S, SAITO M, et al, 2013. Inverse modelling of CO_2 fluxes using GOSAT data and multi-year observations [J]. Sola, 9(4):45-50.

SCHOTANUS P, NIEUWSTADT FTM, BRUIN HAR, 1983.Temperature measurements with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluxes[J]. Bound-Lay Meteorol, 26(1):81-93.

SUN C J, WANG C L, SHEN SH, et al, 2012. Seasonal characteristics of CO_2 fluxes above urban green space in the Pearl River Delta, China. Acta Ecol Sin, 32(4):1273-1282.[孙春健，王春林，申双和，等, 2012.珠三角城市绿地 CO_2 通量的季节特征[J].生态学报, 32(4):1273-1282.]

TAN ZH, ZHANG YP, YU GR, et al, 2008. Spatial and temporal dynamics of CO_2 concentration and its causes in Xishuangbanna tropical seasonal rain forest, China[J]. Chin J Plant Ecol, 32(3):555-567. [谭正洪，张一平，于贵瑞，等, 2008.热带季节雨林林冠上方和林内近地层 CO_2 浓度的时空动态及其成因分析[J].植物生态学报, 32(3):555-567.]

WANG CL, YU GR, ZHOU GY, et al, 2006. Estimation of CO_2 flux in evergreen coniferous and broad-leaved mixed forest in Dinghushan[J]. Sci China Ser D, 36(S1):119-129.[王春林，于贵瑞，周国逸，等, 2006.鼎湖山常绿针阔叶混交林 CO_2 通量估算[J].中国科学 D 辑地球科学, 36(S1):119-129.]

WANG CL, ZHOU GY, WANG X, et al, 2007. Energy balance analysis of the coniferous and broad-leaved mixed forest ecosystem in Dinghushan[J]. J Trop Meteorol, 23(6):643-651.[王春林，周国逸，王旭，等, 2007.鼎湖

山针阔叶混交林生态系统能量平衡分析[J].热带气象学报, 23(6):643-651.]

WANG JM, WANG WZ, AO YH, et al, 2007. Turbulence Flux Measurements under Complicated Conditions[J]. Advan Earth Sci, 22(8)：791-797. [王介民，王维真，奥银焕，等, 2007.复杂条件下湍流通量的观测与分析[J].地球科学进展, 22(8):791-797.]

WEBB EK, PEARMAN GI, LEUNING R, 1980. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer[J]. Quart J Roy Meteorol SOC, 106(447): 85-100.

WOFSY SC, GOULDEN ML, MUNGER JW, et al, 1993. Net exchange of CO_2 in a mid-latitude forest[J]. Science, 260:13154-1317.

WU JB, GUAN DX, ZHAO XS, et al, 2005.CO_2 concentration character in broad-leaved Korean pine forest of Changbai Mountains[J].Chin J Appl Ecol, 16 (1) :49-53.[吴家兵，关德新，赵晓松，等, 2005.长白山阔叶红松林二氧化碳浓度特征[J].应用生态学报, 16 (1) :49-53.]

XU YF, JI H, HAN JG, et al, 2018. Variation of net ecosystem carbon flux in growing season and its driving factors in a poplar plantation from Hung-tse Lake wetland[J]. Chin J Ecol, 37(2):322-331.[徐勇峰，季淮，韩建刚，等, 2018.洪泽湖湿地杨树林生长季碳通量变化特征及其影响因子[J].生态学杂志,37(2)：322-331.]

XU ZW, XIAO RB, DENG YR, et al, 2016. Carbon dioxide emission from urban wetland of the Haizhu Lake[J]. Chin J Appl Environ Biol, 22 (1):13-19.[徐志伟，肖荣波，邓一荣，等, 2016.广州海珠湖城市湿地 CO_2 通量特征[J].应用与环境生物学报, 22 (1):13-19.]

ZHANG FW, LI YN, CAO GM, et al, 2012. CO_2 fluxes and their driving factors over alpine meadow grassland ecosystems in the northern shore of Qinghai Lake, China[J]. Chin J Plant Ecol, 36 (3):187–198.[张法伟，李英年，曹广民，等, 2012.青海湖北岸高寒草甸草原生态系统 CO_2 通量特征及其驱动因子[J].植物生态学报, 36(3):187-198.]

ZHANG HM, WU BF, MIN NN, 2014. Remote sensing estimates of vapor pressure deficit: An overview[J]. Advan Earth Sci, 29(5):559-568. [张红梅，吴炳方，闫娜娜, 2014.饱和水汽压差的卫星遥感研究综述[J].地球科学进展, 29(5):559-568.]

ZHANG M, WENG XF, YU GR, et al, 2010.Effects of CO_2 storage flux on carbon budget of forest ecosystem[J]. Chin J Appl Ecol, 21(5):1201-1209.[张弥，温学发，于贵瑞，等, 2010.二氧化碳存储通量对森林生态系统碳收支的影响[J],应用生态学报, 21(5):1201-1209.]

ZHANG QM, HUANG ZL, LIU SZ, et al, 2002. The community structure of chinensis Schima Pinus massoniana broadleaf mixed forest in Dinghu mountain[J].Stud Trop Subtrop For Ecosyst, 9:18-27. [张倩媚,黄志良,刘世忠,等,2002.鼎湖山锥栗-荷木-马尾松针阔叶混交林的群落结构[J].热带亚热带森林生态系统研究, 9:18-27.]

ZHENG ZM, ZHANG M, WENG XF, et al, 2009. Contributions of below-canopy CO_2 fluxes to ecosystem carbon budget of a temperate mixed forest in Changbai Mountain[J].Acta Ecol Sin, 29(1):1-8.[郑泽梅,张弥,温学发,等,2009.长白山温带混交林林冠下层 CO_2 通量对生态系统碳收支的贡献[J].生态学报,29 (1):1-8.]

ZHOU CY, ZHOU GY, ZHANG DQ, et al, 2004. Study on CO_2 flux and its influencing factors in Dinghu mountain[J].Advan Earth Sci, 34(S2):175-182.[周存宇，周国逸，张德强，等,2004.鼎湖山森林地表 CO_2 通量及其影响因子的研究[J].中国科学 D 辑地球科学, 34(S2):175-182.]

ZHOU GS, WANG YH, XU ZZ, 2003. Progress of the study on carbon cycle along NECT[J]. Prog Nat Sci, 13 (9):917-922.